

# Étude du gonflement et du retrait d'une argile

Jean-Pierre MAGNAN

Université Paris Est, IFSTTAR, Marne-la-Vallée, France

Houssine EJJAAOUANI

Laboratoire Public d'Essais et d'Études,  
Casablanca, Maroc.

Vladimir SHAKHIREV

Laboratoire Public d'Essais et d'Études,  
Casablanca, Maroc.

Saad BENSALLAM

Laboratoire Public d'Essais et d'Études,  
Casablanca, Maroc.  
École Mohammadia d'Ingénieurs, UM5-Agdal,  
Rabat, Maroc.

## ■ RÉSUMÉ

Cet article analyse le comportement des argiles gonflantes lors de l'humidification et du séchage du point de vue de la thermodynamique et des phénomènes à l'échelle moléculaire et des particules et du point de vue des mesures que l'on peut faire dans un laboratoire de mécanique des sols, avec les appareils d'essai courants. La première partie passe en revue les concepts développés dans la littérature scientifique. La seconde présente les résultats de deux études expérimentales sur une argile marocaine visant à évaluer la répartition de l'eau entre ses différents états possibles dans le sol et à caractériser les courbes de gonflement et de retrait d'un même sol. La forme des courbes de gonflement et de retrait et leurs différences sont expliquées qualitativement.

## Study of the expansion and shrinkage of a clay

### ■ ABSTRACT

*This paper analyses the behaviour of expansive clays during humidification and drying from the point of view of thermodynamics and the phenomena at molecular and particle scale and from the point of view of the measurements that can be made in a soil mechanics laboratory, using classical test equipment. The first part reviews the concepts developed in the scientific literature. The second part presents the results of two laboratory studies on a Moroccan clay, aiming at assessing the repartition of water between its different possible states in the soil and at characterising the expansion and shrinkage curves of the same soil. The shape of the swell and shrink curves and their differences are qualitatively explained.*

## 1. INTRODUCTION

Les déformations de gonflement et de retrait des sols argileux sont deux faces opposées d'un même processus, qui se produit dans le massif de sols au cours du temps en fonction du degré d'humidification ou de dessiccation ainsi que de la charge appliquée au sol.

En fonction de la quantité des précipitations, des conditions d'écoulement de l'eau en surface et du degré de séchage, la quantité d'eau dans le sol peut être sensiblement différente. Dans les régions où le bilan hydrique est positif, les sols peuvent se trouver dans un état saturé. Au contraire, dans les régions où le bilan hydrique est déficitaire, la teneur en eau des sols peut diminuer progressivement vers un état semi-sec.

Suivant les périodes de l'année, la teneur en eau du sol peut avoir un caractère périodique. Ces variations de teneur en eau dans les sols argileux produisent des déformations de gonflement et de retrait.

Dans la nature, l'amplitude du gonflement d'un massif de sol est influencée par l'apparition de fissures, leur nombre, leur profondeur et leur largeur. D'un côté, les fissures facilitent la pénétration de l'eau dans le sol et accélèrent le processus de gonflement, de l'autre, les fissures limitent le processus de gonflement du massif, dans la direction horizontale comme dans la direction verticale.

Les études expérimentales réalisées par différents auteurs ont eu pour l'essentiel un caractère qualitatif et s'intéressent aux déformations de gonflement du massif.

Pour l'établissement d'indicateurs quantitatifs et des équations de calcul des déformations de gonflement et de retrait des sols argileux, les résultats des recherches ne permettent pas de résoudre complètement ces problèmes (Mustafaev, 1989). Cet auteur note aussi qu'il n'existe pas de méthode de calcul des fondations en cas de retrait du sol. Ceci est dû au comportement extrêmement compliqué des sols lors de leur humidification et de leur dessiccation. On peut noter que l'intérêt des chercheurs pour le retrait des sols argileux s'est longtemps limité aux problèmes des sols agricoles.

De nombreux dépôts de sols gonflants existent dans le monde. Au Maroc, les tirs se trouvent habituellement à la surface du sol et sont connus des agronomes sous le nom de vertisols. Ils possèdent la faculté de gonfler et de se rétracter au fil des saisons. Ces argiles de couleur noire sont très plastiques (indice de plasticité compris entre 30 et 50) et sont par temps sec soumises à une fissuration intense. La largeur des fissures peut atteindre 10 à 20 cm et leur profondeur 1,50 m. Les eaux de pluie ou d'inondation peuvent pénétrer dans ces fissures et, lorsqu'elles sont en quantité suffisante, les fissures se referment par suite du gonflement du sol et le sol redevient dans ce cas assez homogène (Naciri, 1987). Les autres types de sols argileux sensibles au retrait et au gonflement sont recouverts par des dépôts de surface (1 à 6 m en général). Ils sont habituellement désignés par les localités où on les rencontre, par exemple l'argile de Sidi-Kacem, l'argile de Berrechid, l'argile de Fès, l'argile de Safi, l'argile d'Ouarzazate, l'argile de Smara, etc. (Ejjaaouani, 2008). L'étude expérimentale présentée dans cet article a été réalisée sur une argile de la région de Safi.

## **2. LES PROBLÈMES D'HUMIDIFICATION ET D'ASSÈCHEMENT DES SOLS**

### **■ 2.1. Équilibres thermodynamiques dans les sols**

Les sols gonflants sont des milieux dispersés complexes, constitués, lorsque les températures sont positives, de trois phases : solide, liquide et gazeuse. Chaque phase est un système partiel homogène du point de vue de ses propriétés chimiques et physiques et séparé des autres phases par des interfaces.

Gibson (1873-1876), cité par Goldshtejn (1971) a formulé les hypothèses fondamentales de l'équilibre des forces en thermodynamique, et noté que les différentes phases d'une même substance peuvent exister simultanément et se trouver en équilibre dynamique les unes avec les autres. La modification des conditions d'équilibre provoque un passage d'une phase à l'autre, appelé changement de phase.

### **■ 2.2. Les couches d'eau liées aux particules**

Le réseau cristallin des particules solides du sol est formé d'ions portant une charge électrique déterminée. Dans le réseau cristallin, les charges des ions s'équilibrent. Sur la surface des particules solides, les ions ne sont équilibrés que partiellement du côté intérieur de la surface. Pour cette raison, une particule n'est pas globalement neutre mais se comporte comme un corps chargé électriquement (Florin, 1959). De ce fait, les molécules d'eau, qui possèdent leur propre champ électrique et se trouvent dans un état chaotique à une certaine distance de la surface des particules solides, orientent à proximité de ces particules leur extrémité positive par rapport à la surface et forment une couche d'eau solidement liée appelée « couche hydratée ».

La formation de cette couche s'accompagne d'effets thermiques intenses (dégagement de chaleur), ce qui témoigne de la très grande intensité de la force de liaison des molécules d'eau avec la surface des particules solides.

La couche hydratée possède un poids volumique  $\rho_{\text{hydr}} = 1,5\text{-}2 \text{ g/cm}^3$  et un module de cisaillement qui peut atteindre  $G_{\text{hydr}} = 20 \text{ MPa}$ . L'eau de la couche hydratée ne gèle pas pour une température de  $-70^\circ\text{C}$ .

Au-delà de la couche hydratée se trouve la couche diffuse, qui contient des ions à charge positive, par exemple de l'hydrogène, du calcium ou du sodium. Les propriétés de la couche diffuse sont proches de celles de l'eau usuelle. L'eau de cette couche gèle à une température de  $-1$  à  $-2^\circ\text{C}$ . Sa formation n'est pas accompagnée de dégagement de chaleur (Berezantsev et al., 1961).

### ■ 2.3. Forces intermoléculaires et adsorption

Lorsque des particules d'argile sont mises en contact avec de l'eau, les molécules d'eau se concentrent et se répandent à la surface de la particule sous l'effet des forces intermoléculaires.

Rebinder (1978) appelle couche superficielle d'un liquide une couche d'épaisseur égale au rayon de la sphère d'action moléculaire, qui est sur la surface de contact du liquide avec sa vapeur. Il existe un excédent d'énergie libre sur la surface de contact de deux phases. La couche superficielle d'un liquide est le lieu de concentration de l'énergie et de la masse de tout corps dissous. Dans cette couche, les concentrations sont plus importantes qu'à l'intérieur des volumes des phases qui sont en contact.

Rebinder appelle pression moléculaire  $\sigma_m$  la résultante par unité de surface de toutes les forces intermoléculaires normales à cette surface. Pour l'eau, par exemple,  $\sigma_m = 1480 \text{ MPa}$  aux températures courantes.

Pour l'étude des lois d'adsorption, on considère habituellement le cas le plus simple de l'adsorption sur une surface de séparation parfaitement lisse et chimiquement neutre.

Dans la nature, l'adsorption n'est pas réversible car le milieu dispersé garde solidement l'eau, à cause par exemple des modifications chimiques qui se produisent. Le phénomène de « rétention » de la substance adsorbée par l'adsorbant lors de la désadsorption est appelé « hystérésis d'adsorption » et se traduit par la non coïncidence des isothermes d'adsorption et de désadsorption (Goldshtejn, 1971).

Dans tous les processus d'humidification et de dessiccation d'éprouvettes de sol pour de grands intervalles de variation de la teneur en eau, lors de la formation de la couche diffuse, les variations des déformations de gonflement et de retrait en fonction de la teneur en eau ont un caractère linéaire (Mustafaev, 1989). Ces variations sont non linéaires dans les parties initiale et terminale des courbes.

D'après les données de Rebinder (1978), la courbe d'adsorption isotherme a une forme en « S », dont les parties initiale et terminale tendent vers des asymptotes. Au début de la courbe, le développement des déformations de gonflement est gêné par les liaisons structurelles entre les particules, qui ne peuvent être rompues instantanément. À la fin de la courbe, Rebinder (1978) considère l'adsorption comme la répartition de l'eau entre le volume de la phase et sa couche superficielle. Ce faisant, il considère que le nombre de « places libres » dans la couche superficielle est sensiblement plus faible que dans le volume. Il explique de cette façon le ralentissement du phénomène d'adsorption, c'est-à-dire de la saturation des surfaces de contact dans le réseau cristallin des particules.

### ■ 2.4. Hystérésis et désadsorption

L'énergie dépensée pour le gonflement du sol n'est pas égale à l'énergie consacrée à son retrait, ce qui provoque l'hystérésis. Même lorsque les déformations sont élastiques et totalement réversibles, il se produit une hystérésis lors de l'adsorption et de la désadsorption (Goldshtejn, 1971).

Dans les sols, une dissipation d'énergie se produit parce qu'il existe un frottement entre les particules du sol. La dissipation de l'énergie se produit tant pendant les déformations plastiques et élastiques que pendant les déformations visqueuses (frottement liquide).

Lors de la désabsorption provoquée par la dessiccation du sol, la courbe de retrait du sol conserve la forme de la courbe d'absorption mais n'est pas superposable. Il faut noter aussi que, lors de la dessiccation du sol, le sol retient fortement l'eau, ce qui empêche le phénomène de retrait (Magnan et al., 2008). De ce fait, la durée du retrait est souvent dix fois plus longue que la durée du gonflement.

D'après Goldshtejn (1971), Denisov (1951) et Florin (1959), l'augmentation de la pression et de la température dans le sol argileux provoque un tel rapprochement des particules solides du sol que l'on dépasse la résistance due aux forces répulsives qui apparaissent entre les charges de même signe des couches diffuses des particules. Ce faisant, entre les particules du sol apparaissent des forces d'attraction qui sont dues aux forces d'attraction moléculaire.

Ces forces sont plus importantes quand les particules se rapprochent à des distances inférieures à deux fois l'épaisseur de la couche diffuse. Ce rapprochement dépend à son tour de l'intensité du processus de perte d'eau qui, au début, touche l'eau libre, puis les couches d'enveloppe diffuse.

Lorsque les pores du sol se vident partiellement de leur eau, apparaissent des forces capillaires, qui renforcent l'effet des forces moléculaires sur le retrait du sol.

Ainsi, le processus de retrait du sol lors de la dessiccation ne commence pas immédiatement par la diminution de la teneur en eau du sol, mais un peu plus tard après l'évaporation de l'eau libre et le début du rapprochement des particules. Le retard du retrait du sol au début de la dessiccation est aussi lié à la perte partielle de l'eau de la couche superficielle de séparation des phases, qui possède une plus grande concentration d'énergie que le volume de la phase, lorsque les forces d'attraction moléculaire sont encore assez fortes et s'opposent à la sortie de l'eau du volume de la phase.

Sur la partie finale de la courbe de désabsorption, l'augmentation de la concentration des sels dans le liquide qui se trouve dans les pores et le début du rétablissement des liaisons structurelles contribuent aussi au ralentissement du retrait du sol.

Lorsque les liaisons structurelles sont rétablies et les forces moléculaires et capillaires qui cherchent à rapprocher les particules deviennent plus faibles que la résistance structurelle du sol, on atteint la fin du processus de retrait, bien que la teneur en eau du sol continue de baisser. Cet état peut être représenté par une valeur limite de la déformation de retrait  $\Delta h_{rim}$ , par une valeur limite de la pression de retrait  $\sigma_{rim}$  et par une valeur de la teneur en eau appelée limite de retrait  $w_s$ .

## ■ 2.5. Structure des couches d'eau autour des particules

Lors de l'humidification du sol, il se forme d'abord une couche résistante de molécules orientées, de nature hygroscopique, puis une couche hygroscopique plus mobile qui fait partie de la couche diffuse. On trouve ensuite la couche diffuse elle-même puis l'eau capillaire et enfin l'eau libre, qui est soumise aux lois de la pesanteur.

L'ordonnement de la structure de l'eau à la surface des particules argileuses forme une couche hydratée dont l'épaisseur atteint 60 Å ( $6 \cdot 10^{-9}m$ ) (Mustafaev, 1989). Florin (1959) donne d'autres informations sur la couche hydratée, dont l'épaisseur est évaluée à  $10^{-8}$  ou même  $10^{-7}m$ .

Ces données sont en accord avec celles de Deryagin (1961), Goldshtejn (1971) et Rebinder (1978), si l'on tient compte du fait que l'épaisseur de la couche hydratée dépend de la dimension des particules du sol.

Des calculs simples nous ont montré que la teneur en eau due à la couche hydratée d'un mètre cube de sol formé de particules sphériques de diamètre  $10^{-6}m$  vaut :

- pour une couche hydratée d'épaisseur  $\delta = 6 \cdot 10^{-9}m$  :  $w = 1,84 \%$ ,
- pour une couche hydratée d'épaisseur  $\delta = 1 \cdot 10^{-8}m$  :  $w = 3,02 \%$ ,
- pour une couche hydratée d'épaisseur  $\delta = 1 \cdot 10^{-7}m$  :  $w = 22,96 \%$ .

Cette dernière valeur doit clairement être attribuée à la couche diffuse.

Si l'on compare les résultats de ces calculs aux résultats des études expérimentales sur sols naturels lors du séchage (Site de Ouarzazate, Maroc), présentées par Magnan et al. (2008), on note que la teneur en eau de la couche hydratée valait  $w_{\text{hydr}} = 4 \%$ , celle de la couche diffuse valait  $w_d = 23 \%$  et celle de l'eau libre valait  $w = 8 \%$ , pour une teneur en eau totale de  $w_t = 35 \%$ . Dans ce cas, la répartition de l'eau d'après les formes de sa liaison avec les particules n'avait pas été déterminée de façon précise et il faut poursuivre les recherches dans cette direction, mais les résultats obtenus peuvent être considérés comme des ordres de grandeur méritant de l'intérêt.

Lorsque les dimensions des particules argileuses diminuent, les couches superficielles et leurs propriétés particulières jouent un rôle croissant par rapport aux phénomènes volumiques, du point de vue géométrique comme du point de vue physico-chimique.

Le **tableau 1** (Ostwald, cité par Rebinder, 1978) illustre l'augmentation de la surface spécifique (rapport de la surface totale au volume) lorsque l'on découpe un cube d'un centimètre de côté en cubes élémentaires. Avec la diminution de la taille des particules, l'excédent d'énergie libre augmente par rapport à sa valeur initiale.

## ■ 2.6. Les structures colloïdales

Les limites du domaine de dispersion colloïdale sont fixées par Rebinder (1978) à l'intervalle de dimensions des particules comprises entre  $10^{-8}$  et  $10^{-6}$  m (0,01 à  $1\mu\text{m}$ ). La limite inférieure correspond à la plus petite dimension des particules colloïdales. La limite supérieure correspond à la fin du mouvement Brownien des particules.

Rebinder divise les structures de systèmes dispersés en deux types :

- ❶ les systèmes thixotropes de coagulation,
- ❷ les systèmes cristallins de condensation.

### ➤ 2.6.1. Les structures de coagulation

Dans les structures de coagulation, les particules de la phase dispersée forment un réseau spatial désordonné, avec de très fines couches de liquide sur les microsurfaces de contact. Dans ces structures, la cohésion entre les particules est relativement faible et provient des forces d'attraction entre les ions des surfaces des particules et les ions des sels en solution. Les liaisons de ce type entre les particules sont en général colloïdales.

La forte énergie libre spécifique interphase que possèdent les particules colloïdales du fait de la surface très développée de séparation des phases, est la cause de la faible stabilité de ces systèmes. Elles cherchent à minimiser leur énergie superficielle par coagulation, soit en se rassemblant en agrégats de particules, soit en attirant vers leur surface différentes substances du milieu dispersé.

Côté du cube	Nombre de cubes	Surface totale ( $\text{cm}^2$ )	Surface spécifique ( $\text{cm}^{-1}$ )
1 cm	1	6	6
1 mm	$10^3$	$6 \cdot 10^1$	$6 \cdot 10^1$
0,1 mm	$10^6$	$6 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$
0,01 mm	$10^9$	$6 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^3$
1 $\mu\text{m}$	$10^{12}$	$6 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^4$
0,1 $\mu\text{m}$	$10^{15}$	$6 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^5$
0,01 $\mu\text{m}$	$10^{18}$	$6 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^6$
0,001 $\mu\text{m}$	$10^{21}$	$6 \cdot 10^7$	$6 \cdot 10^7$

**tableau 1**  
Surface spécifique calculée  
pour la fragmentation  
progressive d'un bloc.

### › 2.6.2. Les structures cristallisées par condensation

Dans les structures cristallisées par condensation, les liaisons entre les particules résultent de la combinaison chimique de leurs atomes de surface (souvent en combinaison avec des atomes du milieu dispersé). Il se forme dans ce cas des liaisons plus résistantes que dans les structures thixotropes de coagulation. Ces structures possèdent des propriétés élastiques bien marquées. Leur rupture a un caractère fragile et irréversible et est marquée par l'absence de plasticité et d'élasticité.

Les liaisons de cristallisation par condensation peuvent se former à partir de liaisons de coagulation par dessiccation, par compactage ou par développement de liaisons de cimentation (Goldshtejn, 1971). Cependant, les structures formées de cette façon se différencient par le fait qu'elles sont sensibles à l'eau et que l'absorption de faibles quantités d'eau suffit à les ramollir (Rebinder, 1978).

Dans le cas des sols argileux bentonitiques, dont la résistance à l'état compacté et sec est très élevée, cette résistance tombe pratiquement à zéro en cas d'humidification. Il se produit dans ce cas une dilution colloïdale de l'argile dans l'eau.

### › 2.6.3. Comparaisons

Ainsi, les structures de coagulation possèdent des amplitudes de gonflement assez grandes, pour des pressions de gonflement faibles. À l'inverse, les structures cristallisées de condensation possèdent des amplitudes de gonflement relativement faibles, mais des pressions de gonflement plus élevées.

Nous avons observé ce phénomène lors de l'étude des argiles gonflantes de la ville d'Ouarzazate, dont le gonflement libre du sol valait 11 % et la pression de gonflement de 400 à 500 kPa (Ejjaaouani, 2008), tandis que, dans les environs de la ville de Safi, l'amplitude de gonflement atteignait 27 % et la pression de gonflement 100 à 250 kPa (Damane et El Bajnoui, 2005).

Il en résulte qu'il ne peut exister de relation entre l'amplitude du gonflement et la pression de gonflement que pour une structure précise de sols argileux.

### › 2.6.4. Propriétés des structures coagulées

La liste suivante rappelle les propriétés des structures coagulées présentant le plus d'intérêt pour les argiles gonflantes (Goldshtejn, 1971).

- ❶ Les particules des argiles dispersées aux points de contact sont séparées par des couches fines résiduelles d'eau.
- ❷ La présence de ces couches affaiblit fortement la cohésion entre les particules qui existe grâce aux forces de Van-der-Waals et facilite la mobilité des particules, leur plasticité et leur fluage.
- ❸ Les systèmes structurés possèdent des propriétés élastiques.
- ❹ La résistance des structures coagulées est déterminée par le nombre des points de contact entre les particules.
- ❺ Plus l'épaisseur des couches d'eau entre les particules est grande, plus la résistance du réseau structuré est faible. L'épaisseur de ces couches est maximale dans les suspensions d'argiles sodiques. Les argiles calciques fixent mieux l'eau que les argiles sodiques. Mais elles forment des couches diffuses d'ions beaucoup plus fines que les bentonites sodiques et possèdent des contacts plus compacts à travers des couches d'eau plus fines.
- ❻ Les particules d'argiles, avec leur forme anisotrope et leurs propriétés de surface caractéristiques peuvent former des systèmes dispersés cohérents pour des concentrations de matières très faibles. Une suspension de bentonite dans l'eau donne par exemple un réseau spatial pour une concentration de seulement 0,01 %.



## ■ 2.7. Causes thermodynamiques des mouvements des molécules d'eau entre couches

Il est connu que l'épaisseur de la couche diffuse est variable. Les molécules de la couche diffuse peuvent s'intégrer dans la couche hydratée si le potentiel thermodynamique de la surface de la particule dispersée est supérieur au potentiel électrocinétique de la couche diffuse. Pour les mêmes raisons, la couche diffuse peut absorber une partie des molécules de l'eau libre. Les molécules d'eau de la couche diffuse peuvent aussi être entraînées par le mouvement des molécules d'eau libre avec lesquelles elles sont en contact, c'est-à-dire l'écoulement de l'eau dans le sol. Le nombre de ces molécules dépend de la vitesse d'écoulement, donc de la valeur du gradient hydraulique. Le déplacement des couches diffuses peut être provoqué aussi par le rapprochement des particules solides du sol.

Si, au contact des couches diffuses de deux particules voisines, le potentiel d'une particule est plus grand que celui de l'autre particule, le déplacement des molécules d'eau de la couche diffuse la plus épaisse (qui a le potentiel le plus faible) vers la couche diffuse la plus mince (dont le potentiel est plus élevé) se produit jusqu'à ce que les potentiels électrocinétiques des deux particules deviennent égaux.

Le déplacement de l'eau liée est impossible quand la teneur en eau du sol dépasse la capacité maximale d'adsorption du sol. Dans ce cas, chaque particule retient la quantité maximale d'eau, le potentiel à la surface des enveloppes diffuses des particules est nul et il ne se produit pas de migration d'eau.

Dès qu'une partie des molécules d'eau de la couche superficielle du massif de sol commence à s'évaporer, l'équilibre thermodynamique est rompu et il se produit une migration d'eau vers la zone où les couches diffuses sont plus minces jusqu'à ce que l'équilibre soit rétabli dans toute la couche de sol.

## 3. ÉTUDES EN LABORATOIRE

Ces études ont été présentées de façon synthétique au Congrès International de Mécanique des Sols et de Géotechnique de Paris (Ejjaouani et al., 2013).

### ■ 3.1. Objectifs

L'analyse du comportement mécanique d'éprouvettes de sol en laboratoire dans des essais d'humidification et de dessiccation a montré qu'il existe des opinions différentes et partiellement contradictoires sur la forme des courbes représentant le processus de retrait des sols.

Il est fréquent que le processus de retrait des sols soit examiné indépendamment du processus de gonflement, en adoptant une courbe de retrait (déformation en fonction de la teneur en eau) coïncidant avec la courbe de variation de l'indice des vides en fonction de la teneur en eau dans un sol saturé (Bronswijk, 1998 ; Olsen, 1998 ; Groenevelt et Grant, 2004 ; et d'autres). Cette courbe ne décrit pas l'ensemble des processus de gonflement et de retrait. Il faut considérer les processus d'adsorption (lors du gonflement) et de désabsorption (lors du retrait), qui diffèrent du simple remplissage des pores du sol avec de l'eau, comme le notent Braudeau et al. (2004) et Boivin et al. (2006).

Pour décrire le mécanisme de gonflement et retrait du sol, il est important de connaître et de comprendre la nature et la répartition quantitative de l'eau dans le sol, entre :

- la couche hydratée, qui regroupe les molécules orientées entourant la particule et constitue la frontière avec le reste de l'eau. Suivant la composition chimique de la particule solide et de l'eau, cette couche peut comporter jusqu'à quelques dizaines de couches de molécules dont chacune a une épaisseur de l'ordre de  $10^{-8}$ m (Rebinder 1978) ;

- la couche diffuse, dans laquelle les cations en solution et la surface chargée négativement des particules solides forment ce que l'on appelle la double couche électrique. L'eau diffuse peut se déplacer dans la masse du sol des particules qui ont une couche diffuse plus épaisse vers les particules qui ont une couche diffuse plus mince. La migration est aussi possible quand les couches diffuses ont la même épaisseur mais les concentrations en sels dissous diffèrent. La couche diffuse comprend l'eau hygroscopique adsorbée sur la surface des particules solides à partir de l'air du milieu environnant. Sa quantité dépend de l'humidité de l'air et peut varier sensiblement en fonction des conditions atmosphériques ;

- l'eau libre, qui se trouve à l'extérieur de la zone d'action des forces moléculaires et n'exerce pas d'influence sur le gonflement du sol, mais peut alimenter le gonflement intracrystallin. Elle se divise en eau gravitaire et eau capillaire. L'eau gravitaire possède des propriétés classiques et se déplace dans les pores du sol sous l'action de la pesanteur et des différences de pression. L'eau capillaire se déplace sous l'influence de la pesanteur et de la tension superficielle si elle ne remplit que partiellement les pores du sol, c'est-à-dire quand le sol est un système à trois composants. Lorsque le sol est saturé, il n'y a plus d'eau capillaire et toute l'eau libre se comporte comme l'eau gravitaire.

Il faut noter qu'un sol saturé n'est pas à proprement parler un système à deux composants car toute eau interstitielle contient toujours une certaine quantité d'air et de gaz, occlus dans les pores du sol. En cas de variation de la température ou de la pression de l'eau qui remplit les pores du sol, le sol pratiquement saturé auparavant cesse d'être saturé, par suite du dégagement de gaz et de vapeur d'eau, ce qui s'accompagne d'une variation du volume du sol, de ses propriétés de déformabilité et d'autres caractéristiques présentant de l'intérêt pour la détermination de l'amplitude du gonflement et du retrait du sol au cours du temps (Florin, 1959).

Afin de déterminer les relations qualitatives entre les couches hydratée et diffuse et l'eau libre, nous avons réalisé quelques séries d'essais sur des éprouvettes de sol argileux, à l'air libre, dans une cloche en verre contenant un récipient d'eau et à l'étuve. De plus, nous avons observé les variations de la teneur en eau dans un massif de sol, lors de son assèchement par aération dans des conditions naturelles.

Nous avons aussi analysé les courbes de retrait et gonflement au cours du temps d'une éprouvette d'argile gonflante.

## ■ 3.2. Répartition de l'eau entre les couches hydratée et diffuse et l'eau libre

### › 3.2.1. Les sols étudiés

Cinq échantillons intacts de sol prélevé sur le site expérimental de Moul El Bergui (région de Safi) ont été testés. Les propriétés moyennes de ces sols sont les suivantes :

- teneur en eau naturelle  $w = 17 \%$ ,
- limite de retrait  $w_s = 16$ ,
- limite de plasticité  $w_p = 20$ ,
- limite de liquidité  $w_L = 46$ ,
- indice de plasticité  $I_p = w_L - w_p = 26$ ,
- indice de retrait  $I_s = w_p - w_s = 4$ ,
- indice des vides  $e = 0,5$ ,
- masse volumique des particules  $\rho_s = 2,67 \text{ g/cm}^3$ ,
- masse volumique du sol sec  $\rho_d = 1,78 \text{ g/cm}^3$ ,
- courbe granulométrique  $C_{2\text{mm}} = 96-97 \%$  ;  $C_{80\mu\text{m}} = 56-57 \%$  ;  $C_{2\mu\text{m}} = 4-5 \%$  ;
- activité  $A_c = I_p / C_{2\mu\text{m}} = 5,8$ ,
- valeur de bleu  $V_{bs} = 6,9 \text{ g/100 g}$ ,
- résistance à la boîte de cisaillement :  $c' = 28 \text{ kPa}$  et  $\phi' = 22 \text{ degrés}$ ,
- résistance à l'appareil triaxial :  $c' = 9 \text{ kPa}$  et  $\phi' = 19 \text{ degrés}$ .



### 3.2.2. Procédure d'essai et résultats

Les échantillons ont d'abord été totalement saturés. Leur teneur en eau a atteint 38 % et la masse totale du sol a été déterminée. Ensuite, ils ont été séchés à l'étuve à une température de 105°C. L'évaporation de l'eau a fait baisser sensiblement leur masse (tableau 2). Après l'évaporation de l'eau libre, de l'eau capillaire et de l'eau de la couche diffuse, il ne reste dans le sol que l'eau de la couche hydratée, qui n'est pas sensible à l'action de cette température (105°C). La teneur en eau correspondante varie de 1,2 à 2 %.

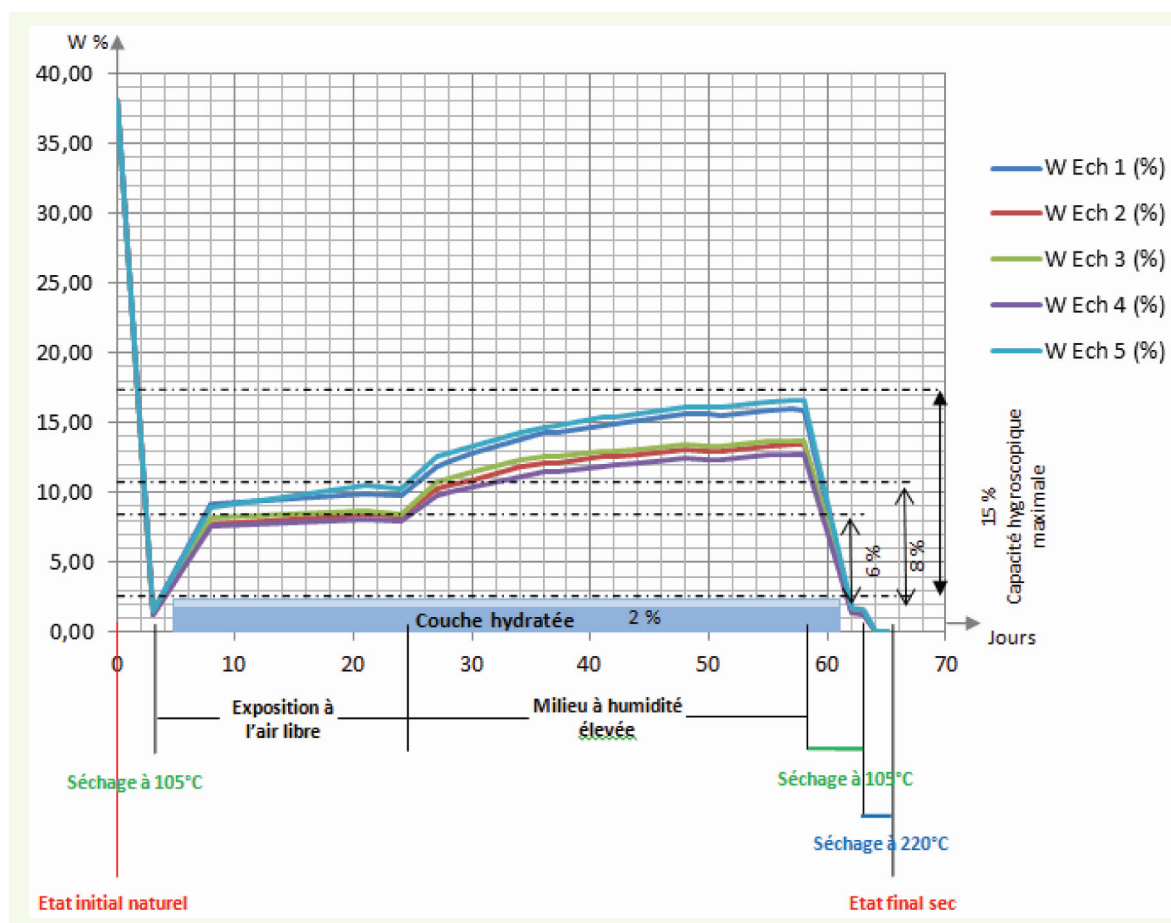
Ensuite, les échantillons de sol ont été laissés pendant 24 jours à la température constante de 22°C et en atmosphère contrôlée (humidité de l'air 55 %). La teneur en eau finale variait de 8 à 10 % (figure 1).

Puis ils ont été placés sous cloche avec un récipient contenant de l'eau à la température de 20°C jusqu'à la stabilisation de la masse totale de chaque échantillon. L'humidité dans la cloche est passée progressivement de 55 à 100 %. L'absorption d'eau par les échantillons de sol s'est prolongée et leur teneur en eau a atteint la valeur maximale de 13 à 17 % au bout de 58 jours.

Ensuite, les échantillons furent de nouveau placés dans l'étuve pendant 120 heures (5 jours) à 105°C. Après séchage, la teneur en eau s'est de nouveau établie à 1,3 à 1,6 %, ce qui correspond à la couche hydratée (tableau 2, figure 1).

Enfin la température de l'étuve a été augmentée jusqu'à 220°C et les éprouvettes ont été maintenues à cette température pendant 72 heures (3 jours). Nous avons admis que toute l'eau restant dans le sol (celle de la couche hydratée) s'était évaporée et que la teneur en eau était devenue nulle (figure 1, tableau 2).

**figure 1**  
Variation de la teneur  
en eau en fonction  
du temps.



Méthode de séchage	Température du milieu	Humidité %	Nb jrs	Échantillon 1		Échantillon 2		Échantillon 3		Échantillon 4		Échantillon 5	
				Masse (g)	w (%)	Masse (g)	w (%)	Masse (g)	w (%)	Masse (g)	w (%)	Masse (g)	w (%)
État naturel			0	114,90	22,05	132,00	18,34	61,96	18,14	121,36	17,31	150,59	22,85
État saturé				130,0	38,0	153,9	38	72,4	38	142,7	38	169,1	38
Séchage à l'étuve	105°C		3	95,51	1,45	112,91	1,23	53,15	1,34	104,72	1,23	124,37	1,47
Exposition à l'air libre	22°C	55	8	102,77	9,15	120,12	7,69	56,78	8,25	111,26	7,55	133,54	8,95
«	22°C	55	21	103,53	9,97	121,03	8,51	56,98	8,64	111,82	8,09	135,43	10,49
«	22°C	55	24	103,33	9,75	120,84	8,34	56,86	8,41	111,63	7,91	135,23	10,33
Milieu à humidité élevée	20°C	59	27	105,36	11,91	122,97	10,25	58,11	10,79	113,55	9,76	137,94	12,53
«	20°C	60	28	105,68	12,24	123,24	10,49	58,23	11,03	113,81	10,01	138,26	12,80
«	20°C	63	30	106,28	12,89	123,73	10,92	58,49	11,51	114,25	10,44	138,95	13,36
«	20°C	68	34	107,20	13,87	124,70	11,80	58,91	12,32	115,02	11,18	140,16	14,35
«	20°C	71	36	107,56	14,24	124,98	12,05	59,03	12,54	115,30	11,45	140,59	14,70
«	20°C	72	37	107,65	14,34	125,07	12,13	59,05	12,59	115,38	11,54	140,75	14,83
«	20°C	77,5	41	108,12	14,84	125,54	12,55	59,22	12,91	115,75	11,89	141,38	15,34
«	20°C	79	42	108,22	14,95	125,62	12,62	59,25	12,96	115,84	11,98	141,51	15,45
«	20°C	81,5	44	108,39	15,13	125,78	12,76	59,32	13,10	116,00	12,13	141,78	15,67
«	20°C	86,8	48	108,82	15,59	126,10	13,05	59,48	13,39	116,34	12,46	142,31	16,10
«	20°C	89	50	108,82	15,58	126,06	13,01	59,44	13,33	116,25	12,37	142,27	16,07
«	20°C	90,7	51	108,72	15,48	126,06	13,01	59,42	13,29	116,24	12,36	142,27	16,07
«	20°C	96	55	109,09	15,87	126,39	13,31	59,62	13,67	116,56	12,67	142,71	16,43
«	20°C	98,7	57	109,16	15,94	126,48	13,40	59,65	13,72	116,64	12,75	142,89	16,57
«	20°C	100	58	109,15	15,93	126,49	13,40	59,62	13,68	116,62	12,73	142,92	16,59
après 96h à l'étuve	105°C		62	95,72	1,67	113,20	1,49	53,25	1,53	104,89	1,39	124,74	1,76
après 120h à l'étuve	105°C		63	95,60	1,54	113,03	1,34	53,22	1,46	104,81	1,32	124,51	1,58
après 24h à l'étuve	220°C		64	94,18	0,03	111,56	0,02	52,45	0,00	103,51	0,06	122,61	0,02
après 48h à l'étuve	220°C		65	94,15	0,00	111,55	0,01	52,45	0,00	103,49	0,04	122,61	0,02
après 72h à l'étuve	220°C		66	94,15		111,54		52,45		103,45		122,58	

tableau 2

Mesure directe de la teneur en eau dans une éprouvette de sol lors de différentes étapes d'assèchement.

### › 3.2.3. Commentaires

Nous avons observé un phénomène semblable sur le site expérimental d'Ouarzazate. Lors de l'assèchement du massif de sol saturé (teneur en eau de saturation 35 %) ; il a fallu 35 jours pour l'évaporation de l'eau libre et l'obtention d'un tassement d'environ 4mm. La teneur en eau valait alors 27 %. À ce moment, la diminution de la teneur en eau et le retrait du sol s'arrêtèrent et la teneur en eau resta constante et égale à 27 % pendant 240 jours. Ceci indique que l'équilibre de la quantité d'eau évaporée et de l'eau adsorbée dans les couches plus profondes s'était établi. Cela n'est possible qu'à cause de l'existence de couches diffuses. Par conséquent, la teneur en eau libre dans les conditions de cette expérience valait  $w_{el} = 35 - 27 = 8 \%$  (Magnan et al., 2008). On a déterminé ensuite le volume d'eau évaporé lorsque l'on maintient des éprouvettes de sol durablement à l'air libre à une température élevée (40-43°C). La teneur en eau est tombée à 4 %.

Nous avons supposé dans ce cas que la couche hygroscopique liée à la couche hydratée a une épaisseur minimale. La comparaison de ces données avec les résultats présentés plus haut permet d'admettre que la couche hydratée correspond à une teneur en eau de 2 %. La teneur en eau associée à la couche diffuse est donc égale à 25 % et celle de l'eau libre 8 %.

## ■ 3.3. Étude des courbes de gonflement et retrait en fonction de la teneur en eau

### › 3.3.1. Appareillage et mode opératoire

L'étude a été réalisée au moyen de l'appareil de mesure du retrait linéaire développé par le LCPC (figure 2).

L'éprouvette de sol à l'état naturel est placée dans un anneau rigide, posé sur une balance électronique pour mesurer la teneur en eau à chaque étape de l'humidification. L'éprouvette est recouverte d'une mince pellicule imperméable à l'eau, pour éviter l'évaporation de l'eau pendant l'essai. De plus, une plaque métallique perforée (trous de diamètre 1mm) est placée à la surface de l'éprouvette pour appuyer l'extrémité de la tige du comparateur.

L'eau est injectée à la seringue dans l'éprouvette par paliers de 2 g, et l'on mesure le poids total de l'appareil et l'amplitude du gonflement au cours du temps jusqu'à la stabilisation totale du gonflement. Après stabilisation, l'injection est poursuivie, jusqu'à la saturation totale du sol et la stabilisation complète du gonflement à la dernière étape.

À la fin du processus de gonflement, l'éprouvette est soumise à une aération naturelle à l'air libre dans le même appareil. Des mesures de masse et de déformation de retrait sont effectuées pendant cette phase.

### › 3.3.2. Sol testé

L'essai a été réalisé sur une éprouvette d'argile gonflante provenant du même site expérimental de Moul El Bergui (région de Safi).

### › 3.3.3. Résultats des essais

Les résultats de ces essais de gonflement et retrait du sol sont présentés dans le **tableau 3** et sur la **figure 3**.

### › 3.3.4. Analyse des résultats

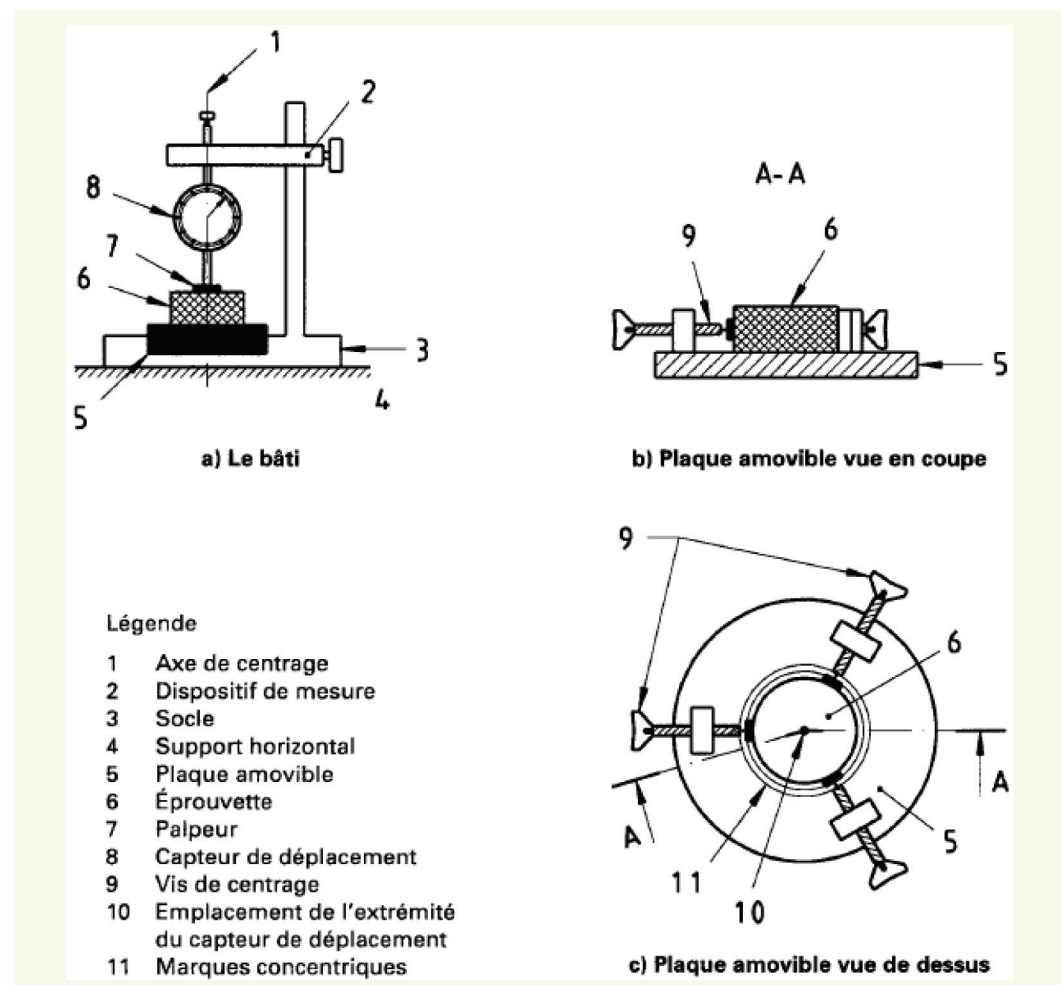
Les courbes de la **figure 3** sont conformes aux comportements décrits par Rebinder, Florin et Goldshtejn (section 2).

L'eau injectée dans le sol provoque une augmentation du volume des couches diffuses, qui ne se traduit pas instantanément en augmentation de volume du sol (de la « macrostructure » du sol) car les liaisons structurelles entre les particules s'y opposent :

- liaisons rigides (de cimentation, de cristallisation et de condensation) ;
- liaisons plastiques (de Van-der-Waals, de coagulation, colloïdales, intermoléculaires).

Sur la courbe de gonflement de la **figure 3**, on peut définir les points et sections caractéristiques suivantes :

– section 0-1 : début de l'adsorption d'eau par la macrostructure du sol, dépassement des forces de Van-der-Waals, rupture des liaisons rigides ;

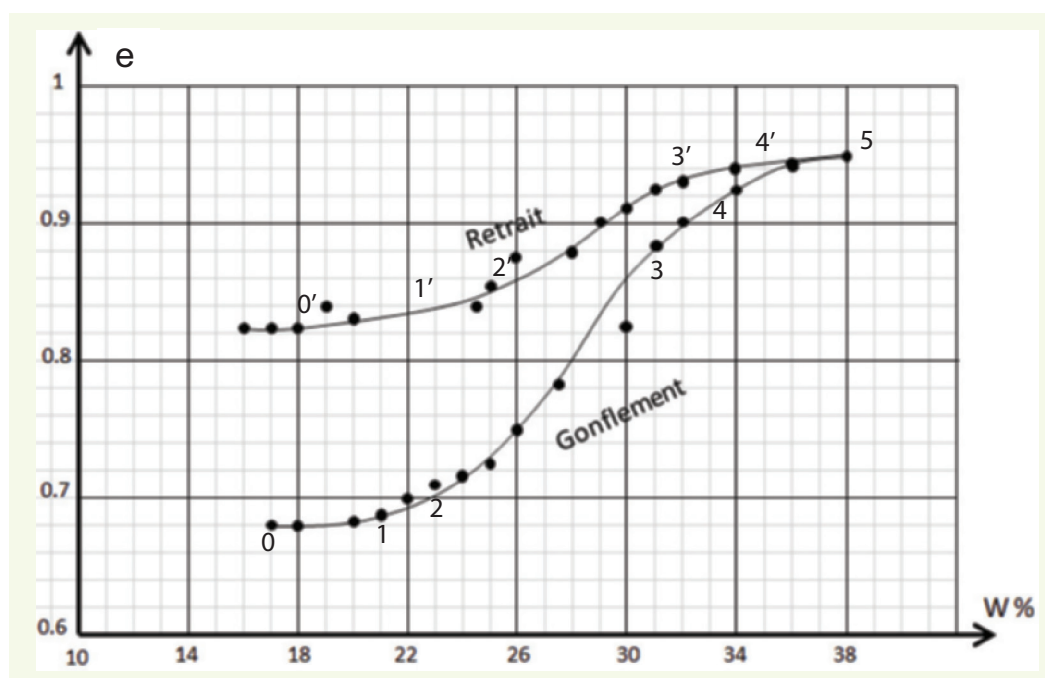


**figure 2**

Appareil pour mesurer la limite de retrait linéaire.

Gonflement		Retrait	
Indice des vides	Teneur en eau (%)	Indice des vides	Teneur en eau (%)
0,68	17	0,825	16
0,68	18	0,825	17
0,685	20	0,825	18
0,687	21	0,84	19
0,695	22	0,83	20
0,71	23	0,84	24,4
0,715	24	0,855	25
0,725	25	0,875	26
0,75	26	0,865	28
0,785	27,5	0,9	29
0,825	30	0,91	30
0,885	31	0,925	31
0,9	32	0,93	32
0,925	34	0,94	34
0,94	36	0,945	36
0,95	38	0,95	38

**tableau 3**  
Gonflement et retrait  
mesurés en fonction de la  
teneur en eau.



**figure 3**  
Courbes de gonflement et  
de retrait en fonction de la  
teneur en eau.

- section 1-2 : début de l'adsorption d'eau par la microstructure du réseau cristallin des particules, dépassement de la résistance des liaisons plastiques entre les particules, intensification de la formation des couches diffuses autour des particules et du gonflement du sol ;
- section 2-3 : formation intensive des couches diffuses, gonflement libre du sol. Au point 3, fin de la formation des couches diffuses, apparition d'eau libre, poursuite de l'adsorption d'eau par la microstructure du réseau cristallin des particules. Saturation complète de la macrostructure du sol ;

- section 3-4 : décroissance de l'intensité d'adsorption de l'eau par la microstructure du réseau cristallin des particules ;
- section 4-5 : saturation des couches internes de séparation des phases dans le réseau cristallin des particules. Le point 5 marque la fin de l'adsorption d'eau due à la saturation des surfaces internes du réseau cristallin.

Sur la courbe de retrait à l'air de la **figure 3**, on peut définir les points et sections caractéristiques suivantes :

- section 5-4' : début de l'évaporation de l'eau libre dans les macropores sans modification des couches diffuses, avec un retrait d'ampleur limitée ;
- section 4'-3' : début de la désadsorption dans la macrostructure du sol et sur les surfaces de séparation des phases dans le système discret. Début de la désadsorption dans les microstructures du réseau cristallin des particules, retrait du sol ;
- section 3'-2' : désadsorption intense dans la macrostructure et la microstructure, retrait intense du sol par suite de la diminution de l'épaisseur des enveloppes diffuses, augmentation de la concentration des sels dans la solution interstitielle ;
- section 2'-1' : apparition de liaisons moléculaires empêchant le retrait du sol ;
- section 1'-0' : apparition de liaisons rigides accompagnant la diminution continue de la teneur en eau du sol. Fin du retrait.

Sur la **figure 3**, les courbes de gonflement (adsorption) et de retrait (désadsorption) diffèrent sensiblement, ce qui peut être traduit par « l'adsorbant retient fortement les substances adsorbées ». Mais on peut aussi dire que « l'énergie dépensée pour le gonflement du sol n'est pas égale à l'énergie produite par la déformation inverse (retrait) », si l'on considère que la déformation correspond à un travail, donc une variation de l'énergie contenue dans le sol. Pendant le processus de retrait, on peut penser que se produit une certaine dissipation irréversible d'énergie liée au frottement interne dans le matériau. Cette dissipation de l'énergie se produit tant lors des déformations plastiques que lors des déformations visqueuses.

Dans le cas des déformations plastiques, le frottement interne est supposé proportionnel à l'amplitude de la déformation et est appelé frottement sec ou de Coulomb. Dans le cas des déformations visqueuses, la dissipation est associée à la viscosité et elle est proportionnelle à la vitesse de déformation (frottement liquide). Habituellement, dans les milieux réels, la dissipation d'énergie existe sous ces deux formes.

La partie de l'énergie de déformation dissipée par viscosité provoque dans le sol deux processus conduisant à la diminution de la résistance du matériau à la déformation :

- une réorganisation irréversible de la structure du sol ;
- le réchauffement du milieu, qui conduit, en règle générale, à la diminution de sa résistance à la rupture (Goldshtejn, 1971).

Du point de vue de la thermodynamique, au cours de l'écoulement visqueux, toute l'énergie est pratiquement dépensée pour le réchauffement du matériau. Si le processus est lent, la chaleur obtenue est dissipée dans le milieu et l'augmentation de la température peut être imperceptible. Le processus peut alors être considéré comme isotherme.

Ces commentaires sur le comportement des sols argileux pendant le retrait et le gonflement suggèrent qu'il peut être intéressant de poursuivre les analyses pour mieux comprendre le comportement des sols du point de vue de la physique. Mais l'accumulation de résultats expérimentaux pour différents sols argileux est nécessaire pour préciser la part des explications physiques dans le comportement observé à l'échelle des éprouvettes, qui n'est lui-même qu'une étape entre les particules d'argile et le comportement des massifs de sols qui intéressent le génie civil.



## 4. CONCLUSIONS

Cet article insiste sur l'intérêt et la nécessité d'analyser conjointement les processus de gonflement et de retrait des sols argileux, parce que les déformations de gonflement et de retrait sont deux aspects opposés d'un même processus, qui se déroule dans le sol au cours du temps en fonction de l'humidification ou de l'assèchement, ainsi que de la charge appliquée.

L'analyse physique au niveau des particules d'argile et des molécules d'eau relie le comportement des sols aux concepts de la physique et de la thermodynamique, en termes de forces et énergies, d'adsorption de l'eau sur les particules, de mouvements de l'eau et de migration des molécules entre les différents niveaux d'association aux particules, de modes d'organisation des particules d'argile en termes de systèmes dispersés. Mais ces concepts ne sont pas encore reliés de façon quantitative aux comportements macroscopiques à l'échelle des éprouvettes.

Les études en laboratoire sur des éprouvettes intactes présentées dans cet article ont conclu qu'il paraît possible de distinguer dans la teneur en eau l'eau qui se déplace librement dans les pores de celle qui est liée aux particules (couche fortement liée et couche faiblement liée) et que l'irréversibilité du gonflement et du retrait est marquée.

Sur le premier point, il serait utile de collecter des données expérimentales pour confirmer l'efficacité de la méthode décrite dans le présent article.

L'hystérésis du retrait et gonflement est particulièrement marquée dans les conditions de notre étude. Des essais réalisés sur d'autres sols, avec des cycles de retrait et gonflement d'amplitudes variées, montrent que les cycles se stabilisent rapidement. Des études complémentaires sont nécessaires pour conclure sur ce point.

## 5. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BEREZANTSEV V.G., KSENOFONTOV A.I., PLATONOV E.V., SIDOROV N.N., YAROSHENKO V.A. (1961).** Mécanique des sols et fondations (En russe : Mekhanika gruntov, osnovaniya et fundamenti). Moscou, Transzheldorizdat, 340 pages.
- BRAUDEAU E., MOHTAR R.H., CHAHINIAN N. (2004).** Estimating soil shrinkage parameters. Developments in Soil Science, Volume 30, Chapter 13, Elsevier, ISSN 0166-2481, pp. 225-240.
- BRONSWIJK J.J.B. (1988).** Effect of swelling and shrinkage on the calculation of water balance and water transport in clay soils. Agricultural Water Management, vol. 14, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 185-193.
- DAMANE H., EL BAJNOUNI M. (2005).** Comportement des fondations superficielles sur les sols gonflants de Ouarzazate et de Safi. Projet de fin d'études, Université Mohamed V, Agdal, École Mohammadia d'Ingénieurs, 148 pages.
- DENISOV N.YA. (1951).** Sur la nature des déformations des roches argileuses (En russe : O prirode deformatsij glinistikh porod). Rechizdat, Moscou.
- DENISOV N.YA., REBINDER P.A. (1946).** Sur la nature colloïdo-chimique de la cohésion des roches argileuses (En russe : O kolloidno-khimicheskoy prirode svyaznosti glinistikh porod). Doklady Akademij Nauk SSSR, Rapports de l'Académie des Sciences de l'URSS, Tom 54, N°6.
- DERYAGIN B.V., NERPIN S.V. (1961).** Les phénomènes de surface en mécanique des sols. Recherches dans le domaine des forces superficielles (En russe : Poverkhnostnye yavleniya v mekhaniki grunto. Issledovaniya v oblasti poverkhnosnykh sil). Izd. Akademij Nauk SSSR, Éditions de l'Académie des Sciences de l'URSS, 156 pages.
- EJJAAOUANI H. (2008).** Interactions des fondations et des sols gonflants : Pathologie, calculs et études expérimentales. Thèse de doctorat de l'École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 248 pages.
- EJJAAOUANI H., SHAKHIREV V., MAGNAN J.P., BENSALLAM S. (2013).** Comportement des sols gonflants lors de l'humidification et du séchage. Actes, 18<sup>ème</sup> Congrès International de Mécanique des Sols et de Géotechnique, Paris, 4 pages.
- FLORIN V.A. (1959).** Bases de la mécanique des sols (En russe : Osnovy mekhaniki gruntov). Strojizdat, Moscou, 380 pages.
- GOLDSHTEJN M.N. (1971).** Propriétés mécaniques des sols (En russe : Mekhanicheskie svoystva gruntov). Strojizdat, Moscou, 362 pages.
- GROENVELT P.H., GRANT C.D. (2004).** Analysis of soil shrinkage data. Elsevier B.V, doi: 10.1016/j. Still, 2004-03-011.
- MAGNAN J.P., EJJAAOUANI H., SHAKHIREV V. (2008).** Comportement des fondations superficielles sur sol gonflant lors de l'humidification et du séchage. Actes, Symposium International Sécheresse et constructions SEC2008, Éditions du LCPC, Paris, pp. 273-278.
- MUSTAFAEV A.A. (1989).** Les fondations sur sols affaissables et gonflants (En russe : Fundamenty na prosadochnykh i naburayushchikh gruntakh). Vysshaya Shkola, Moscou, 578 pages, pp. 1-358.
- NACIRI H. (1987).** Les sols instables du Maroc. Journal marocain de géotechnique et des travaux de fondations. N°2, pp. 5-93.

**OLSEN P.A., HANGEN L.E. (1988).** A new model of the shrinkage characteristics applied to some Norwegian soils. *Geoderma*, Elsevier Science B.V., pp. 67-81.

**REBINDER P.A. (1978).** Recueil de travaux : Phénomènes de surface dans les systèmes dispersés (En russe : Izbrannye trudy : Poverkhnostnye yavleniya v dispersnykh sistemakh). Nauka, Moscou.